

CB 1017363
p=11.461

Sig: 107
SHWT
62

NOTA TÉCNICA DEL SERVICIO DE
MODELIZACIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO



04 ADO 2013

Ampliando el análisis de superficie en HIRLAM

Análisis de la presión a nivel del mar

Alberto Cansado Auría
Servicio de Modelización Numérica del Tiempo
Nota Técnica nº 62

AEMET-BIBLIOTECA



1017363

ÍNDICE

1. Introducción	1
2. Interpolación estadística	2
3. Sintonización del análisis de presión a nivel del mar	7
3.1 Generación del equivalente del modelo a la observación	7
3.2 Modelos de correlación	8
3.3 Ajuste de los parámetros de control de calidad	10
3.4 Otros aspectos del análisis	11
4. Caso de estudio: Ciclogénesis del 5-6 Nov. de 1997	14
4.1 Experimento BJZ_27	16
4.2 Experimento BDJ_28	18
4.3 Experimento BDJ_29	20
4.4 Experimento OPR_30	24
5. Descripción de las modificaciones en el software de análisis	31
6. Conclusiones	32
Apéndice A	33
Bibliografía	34

Ampliando el análisis de superficie en HIRLAM

Análisis de la presión a nivel del mar

Alberto Cansado Auría
Servicio de modelización numérica del tiempo
15 / 7 / 2002

1.- Introducción

El objetivo del presente trabajo es la elaboración de un análisis de superficie capaz de sustituir a PAMIS como herramienta de diagnóstico en las diversas unidades operativas de predicción del INM (Centro Nacional de Predicción y Grupos de Predicción y Vigilancia). La aplicación, a través de McIDAS, debe ser capaz de funcionar de forma independiente de los modelos y debe estar disponible en un tiempo competitivo a partir de recibir las observaciones.

El análisis desarrollado en este trabajo no inicializará, sin embargo, las variables de pronóstico del modelo HIRLAM y por lo tanto no tendrá impacto alguno en las predicciones del modelo operativo.

La complicada orografía de la Península Ibérica hace que la elaboración de un análisis de la presión a nivel del mar no resulte una tarea sencilla.

Para la realización de este análisis aprovecharemos el actual análisis de superficie de HIRLAM, recientemente modificado para adaptarlo al nuevo esquema de suelo ISBA.

Actualmente, el análisis de variables superficiales en HIRLAM analiza las siguientes variables:

- Temperatura a dos metros.
- Humedad relativa a dos metros.
- Espesor del manto nivoso.
- Temperatura del agua del mar.
- Temperatura y humedades del suelo sobre las teselas de tipo 3, 4 y 5 del esquema ISBA (suelo desnudo, vegetación baja y bosque)

En este trabajo introduciremos la presión a nivel del mar como una nueva variable analizada por el modelo. Se pretende conseguir que sea capaz de discriminar estructuras mesoscalares de forma que cumpla adecuadamente su papel de análisis mesoscalar operativo.

El trabajo consistió en introducir los cambios necesarios en las rutinas de la librería span de HIRLAM y posteriormente sintonizar el análisis, mediante la realización de diversos experimentos. Una vez finalizada la fase de sintonización se procedió a la prueba en una situación extrema. Se escogió la ciclogénesis del 5 y 6 de noviembre de 1.997 que ocasionó una inundación rápida (flash-flood) en Badajoz que produjo 18 víctimas mortales y numerosos daños materiales.

Dado que la presión a nivel del mar no es una variable de pronóstico del modelo, el primer paso consiste en diagnosticarla a partir de los campos previstos a 3 o 6 horas para crear el *first guess* del análisis.

Para la reducción de los datos de presión en superficie a presión al nivel del mar, se han ensayado dos métodos:

1.- La reducción al nivel del mar se realiza de forma independiente desde el nivel de la estación en el caso de las observaciones y desde la orografía del modelo en el caso del *first guess*.

2.- De forma previa a la reducción se traslada el perfil atmosférico desde la altura del modelo hasta el nivel de la observación mediante la extrapolación de la presión en superficie suponiendo una variación lineal con la altura de la temperatura virtual y la interpolación del perfil vertical de temperatura, manteniendo el gradiente de temperatura potencial¹ (la estabilidad vertical). Una vez hecho esto se reduce al nivel del mar, con la particularidad de que tanto la observación como el *first guess* parten desde el mismo nivel (que coincide con el de la estación).

El método para realizar este análisis es el de interpolación óptima, como ya hemos mencionado más arriba. Este método es el mismo que el utilizado en el análisis de altura de HIRLAM pero con la diferencia de que el análisis de superficie es univariante frente al de altura que es multivariante.

La interpolación estadística o interpolación óptima es un método que presenta ventajas frente al método de las correcciones sucesivas que es el utilizado en PAMIS (Análisis de Barnes), entre ellas este método permite tener en cuenta la distribución espacial de las observaciones y posee un control de calidad de dichas observaciones frente a las de otras estaciones próximas.

La fase de sintonización del análisis tuvo por objetivos:

1.- Buscar los valores adecuados de los parámetros fundamentales del análisis por interpolación óptima, es decir, asignar las varianzas y el modelo de correlación de los errores del *first guess* y de las observaciones. En particular se buscaba dar una mayor varianza a las escalas más pequeñas de forma que el análisis fuera capaz de corregir estructuras mesoscales.

2.- Asimismo se trabajó en la sintonización de los umbrales utilizados para tomar decisiones referentes a la calidad de las observaciones.

2.- Interpolación estadística²

La interpolación estadística es un método de mínima varianza que se encuentra muy relacionado con las técnicas de Kriging. El algoritmo empleado puede ser derivado de varias maneras. Nosotros emplearemos aquí la forma no normalizada.

Consideremos el análisis unidimensional de una variable $f(\mathbf{r})$ donde el vector \mathbf{r} indica la posición en coordenadas espaciales tridimensionales.

Definamos

$f_A(\mathbf{r}_i)$ valor analizado en el punto de grid \mathbf{r}_i

$f_B(\mathbf{r}_i)$ valor del *first guess* o *background* en el punto de grid \mathbf{r}_i

$f_O(\mathbf{r}_k)$ valor observado en la estación situada en \mathbf{r}_k

$f_B(\mathbf{r}_k)$ valor del *first guess* o *background* en el punto \mathbf{r}_k

¹ Este es el método utilizado para la interpolación vertical de las condiciones de contorno. Más información en el manual de documentación del HIRLAM.

² Ver Daley, R. Atmospheric Data Analysis. 1991 Cambridge Atmospheric and Space Science Series

La ecuación fundamental del análisis es

$$f_A(\vec{r}_i) = f_B(\vec{r}_i) + \sum_{k=1}^K W_{ik} [f_O(\vec{r}_k) - f_B(\vec{r}_k)] \quad (1)$$

donde K es el numero total de observaciones y W_{ik} son los coeficientes, todavía indeterminados, que nos dan el peso dado a cada incremento de observación en el punto de grid \vec{r}_i del análisis.

Para obtener $f_B(\vec{r}_k)$ en el punto de observación es necesario interpolar el *first guess* o *background* desde un grid al punto donde se realiza la observación. Este problema previo recibe el nombre de **forward problem** o **forward interpolation**.

De momento daremos este problema por resuelto. Para más información sobre este problema, con un tratamiento general del mismo ver Daley, sec. 5.6.

Para mayor comodidad en lo sucesivo escribiremos (1) con la siguiente notación

$$A_i = B_i + \sum_k W_{ik} [O_k - B_k] \quad (2)$$

Restamos los valores reales T_i en los puntos de grid del análisis y obtenemos

$$A_i - T_i = B_i - T_i + \sum_k W_{ik} [O_k - B_k] \quad (3)$$

Resulta conveniente, aunque no necesario, hacer una suposición adicional.

$$\langle f_B(\vec{r}) - f_T(\vec{r}) \rangle = 0 \quad \langle f_O(\vec{r}) - f_T(\vec{r}) \rangle = 0 \quad (4)$$

o lo que es lo mismo

$$\langle B_i - T_i \rangle = \langle B_k - T_k \rangle = \langle O_k - T_k \rangle = 0 \quad (4bis)$$

Esto es tanto como decir que tanto las observaciones como el *first guess* no tienen sesgo. Esto además supone que los incrementos de observación (innovaciones) son no sesgados:

$$\langle O_k - B_k \rangle = \langle (O_k - T_k) - (B_k - T_k) \rangle = 0 \quad (5)$$

y aplicando (3), (4bis) y (5) obtenemos que también los incrementos del análisis (residuos) son no sesgados.

El algoritmo de interpolación estadística puede emplearse si se cumple

$$\langle B - T \rangle \neq 0 \text{ y/o } \langle O - T \rangle \neq 0$$

En general si el *first guess* es la predicción de un modelo numérico se cumple que

$$\langle B \rangle \neq \langle T \rangle$$

pero si el *first guess* es la climatología

$$\langle B \rangle = \langle T \rangle$$

Por otra parte, los instrumentos también tienen errores de observación por lo que generalmente ocurre que

$$\langle O \rangle \neq \langle T \rangle$$

Para calcular los errores esperados, elevamos al cuadrado (3) y tomamos valores medios.

$$\begin{aligned} \langle (A_i - T_i)^2 \rangle = & \langle (B_i - T_i)^2 \rangle + 2 \sum_{k=1}^K W_{ik} \langle (O_k - T_k)(B_i - T_i) \rangle + \\ & \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^K W_{ik} W_{il} \langle (O_k - B_k)(O_l - B_l) \rangle \end{aligned} \quad (6)$$

Los errores esperados del análisis y del *first guess* en el punto de grid r_i son

$$E_A^2 = \langle (A_i - T_i)^2 \rangle \quad y \quad E_B^2 = \langle (B_i - T_i)^2 \rangle$$

Como

$$\langle (O_k - B_k) \rangle = \langle (O_l - B_l) \rangle = 0$$

se cumple que

$$\langle (O_k - B_k)(O_l - B_l) \rangle$$

es la covarianza entre los incrementos de observación en las estaciones r_k y r_l .

Análogamente

$$\langle (O_k - B_k)(B_i - T_i) \rangle$$

es la covarianza entre el error del *first guess* en el punto r_i y el incremento de observación en r_k .

Como ya hemos dicho al comienzo, la interpolación estadística es un método de varianza mínima, trata de hacer la varianza del error del análisis lo más pequeña posible. El problema reside en encontrar los pesos W_{ik} que minimizan (6).

Para ello derivamos (6) respecto a cada uno de los pesos W_{ik} para $1 \leq k \leq K$ e igualamos a 0. (Para cada punto de grid i)

$$0 = \frac{\partial E_A^2}{\partial W_{ik}} = 2 \langle (O_k - B_k)(B_i - T_i) \rangle + 2 \sum_{l=1}^K W_{il} \langle (O_k - B_k)(O_l - B_l) \rangle \quad (7)$$

de donde obtenemos el siguiente sistema de K ecuaciones cuyas incógnitas son los pesos W_{il} y donde $1 \leq l \leq K$

$$\sum_{l=1}^K W_{il} \langle (O_k - B_k)(O_l - B_l) \rangle = - \langle (O_k - B_k)(B_i - T_i) \rangle \quad (8)$$

Manipulando adecuadamente el segundo miembro de la ecuación (8)

$$\langle (O_k - B_k)(B_i - T_i) \rangle = \langle (O_k - T_k)(B_i - T_i) \rangle - \langle (B_k - T_k)(B_i - T_i) \rangle$$

Los términos de la forma $\langle (O_m - T_m)(B_n - T_n) \rangle$ son covarianzas entre los errores del *first guess* y de las observaciones. Supongamos que el *first guess* es la climatología y que las observaciones se obtienen, por ejemplo, de un radiosondeo. No existe ninguna razón para pensar que las observaciones y el *first guess* estén correlacionados.

Se puede suponer razonablemente las covarianzas de la forma

$$\langle (O_m - T_m)(B_n - T_n) \rangle = 0$$

son nulas. Existen excepciones a esta regla. Por ejemplo, las temperaturas derivadas de medidas de radiómetros instalados en satélite.

Supongamos que no existe correlación entre los errores del *first guess* y de las observaciones. En este caso podemos escribir (8) en la forma

$$\sum_{l=1}^K W_{il} [\langle (B_k - T_k)(B_l - T_l) \rangle + \langle (O_k - T_k)(O_l - T_l) \rangle] = \langle (B_k - T_k)(B_i - T_i) \rangle \quad (9)$$

El algoritmo de Interpolación estadística consiste en la ecuación (2) con los pesos calculados a partir de las K ecuaciones (9)

Podemos escribir en forma matricial las ecuaciones (2) y (9). Llamaremos \underline{f}_O y \underline{f}_B a los vectores columna de longitud K de observaciones y valores del *first guess* o *background*. Definimos \underline{W}_i el vector columna de longitud K que contiene los pesos.

Así, podemos escribir (2) en la forma

$$f_A(\vec{r}_i) = f_B(\vec{r}_i) + W_i^T [\underline{f}_O + \underline{f}_B] \quad (10)$$

y (9) como

$$[\underline{B} + \underline{O}] \underline{W}_i = \underline{B}_i \quad (11)$$

donde \underline{B}_i es el vector columna de longitud K cuyos elementos son las covarianzas de los errores del *first guess* entre la estación situada en \mathbf{r}_k y los puntos de grid del análisis en \mathbf{r}_i .

$$\langle (B_k - T_k)(B_i - T_i) \rangle$$

y donde \underline{B} y \underline{O} serían las matrices de covarianza de los errores del *first guess* y de observación y cuyos elementos serían

$$\langle (B_k - T_k)(B_l - T_l) \rangle \quad y \quad \langle (O_k - T_k)(O_l - T_l) \rangle$$

respectivamente. Las matrices \underline{B} y \underline{O} tienen dimensión K x K y solo incluyen las observaciones.

La ecuación (10) es un estimador lineal NO sesgado de $f_T(\mathbf{r}_i)$.

Si especificamos unos pesos arbitrarios $\underline{\tilde{W}}_i$, la ecuación (6) nos da una expresión para el error esperado del análisis. Si suponemos que no existe correlación alguna entre los errores de observación y los del *first guess* podremos escribir, en forma matricial, la siguiente expresión para el error del análisis.

$$E_A^2 = E_B^2 - 2 \underline{\tilde{W}}_i^T \underline{B}_i + \underline{\tilde{W}}_i^T \left[\underline{B} + \underline{O} \right] \underline{\tilde{W}}_i \quad (12)$$

El conjunto de pesos que minimizan la expresión 12 se llaman óptimos.

Suponiendo que se cumple

$$\left| \left[\underline{B} + \underline{O} \right] \right| \neq 0$$

es decir, que la matriz sea no singular, podemos introducir (11) en (12) para obtener una expresión del mínimo error esperado del análisis E_A^2 .

$$E_A^2 = E_B^2 - \underline{W}_i^T \underline{B}_i = E_B^2 - \underline{B}_i^T \left[\underline{B} + \underline{O} \right]^{-1} \underline{B}_i \quad (13)$$

Cuando se utilizan en (10) los pesos óptimos deducidos de (11), $f_A(\mathbf{r}_i)$ es una estimación de $f_T(\mathbf{r}_i)$ de varianza mínima y E_A^2 es la menor de todas las posibles varianzas de los errores esperados del análisis. La interpolación (10) utilizando los pesos deducidos de (11) recibe el nombre de **interpolación óptima**. Sin embargo estos pesos son óptimos únicamente si las varianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones

$$\underline{B} \quad \underline{O} \quad \underline{B}_i$$

son correctas. Si no es así, la varianza del análisis no es mínima estrictamente y se habla de **interpolación estadística**. La distinción es importante. Los valores correctos de las matrices B y O y del vector B_i no puede conocerse ya que implican diferencias entre el *first guess* y el campo real (B) y entre las observaciones y el campo real (O), y éste no lo conocemos, por lo que B , O y el vector B_i deben estimarse.

En la práctica, los pesos \underline{W}_i de las ecuaciones (10) y (11) no se calculan de forma explícita. En su lugar el algoritmo (10 – 11) lo podemos escribir en la forma

$$f_A(\vec{r}_i) - f_B(\vec{r}_i) = \underline{B}_i^T \underline{q} \quad (14)$$

donde

$$\underline{q} = \left[\underline{B} + \underline{O} \right]^{-1} \left[\underline{f}_O - \underline{f}_B \right] \quad (15)$$

La ecuación (14) presenta la ventaja de que \underline{q} es función de las covarianzas de los errores del *first guess* y los de las observaciones en los puntos de observación y los valores del *first guess* en esos puntos, pero no depende de la posición de los puntos de grid. Esto significa basta con calcular una vez \underline{q} y cambiando \underline{B}_i^T obtenemos los incrementos del análisis en cualquier punto de rejilla \mathbf{r}_i .

El elemento más importante del algoritmo de interpolación estadística es la matriz de covarianza de los errores del *first guess* \underline{B} (y \underline{B}_i). En gran medida es esta matriz la que controla el resultado del análisis.

3.- Sintonización del análisis de presión a nivel del mar.

Para intentar sintonizar los parámetros del análisis se han realizado una serie de experimentos con HIRLAM.

La versión de HIRLAM que se ha empleado en todos los experimentos es la 5.1.3. en la que ya esta introducido el nuevo esquema de suelo ISBA (esta versión de HIRLAM todavía no se encuentra operativa en el INM)

En los experimentos se ha trabajado con distintas areas de integración del modelo y en diferentes situaciones meteorológicas.

El periodo de integración ha sido en todos los experimentos del día 3 de noviembre de 1997 a las 0 horas GMT, al menos hasta el 6 de noviembre a las 9 horas GMT.

Los apartados siguientes describen los desarrollos efectuados en los siguientes aspectos del análisis de la presión a nivel del mar.

1. Generación del equivalente del modelo de la variable observada.
2. Elección del modelo de estadísticas de los errores del *first guess*.
3. Ajuste de los parámetros que controlan las decisiones de los controles de calidad de los datos.
4. Otros aspectos del análisis

3.1 Generación del equivalente del modelo a la observación.

Cualquier método de análisis precisa calcular las desviaciones del modelo respecto de la observación. Ello requiere la generación del equivalente del modelo de la variable observada. Cuando ésta no es una variable de pronóstico, el operador que proyecta el estado atmosférico definido en el espacio de las variables del modelo en el espacio de las observaciones es más que una simple interpolación. En el ejemplo que nos ocupa, por ejemplo, es necesaria la reducción de la presión en superficie hasta el nivel del mar³. En el caso de la presión a nivel del mar hay que considerar además que, en zonas con orografía compleja, la altitud de la superficie en el modelo se encuentra por encima o por debajo de la real. Este hecho puede ser o no ignorado, dando lugar a los diferentes métodos 1 y 2 que describimos a continuación y que han sido ensayados.

- Método 1: La reducción directa al nivel del mar desde la altitud de la observación y desde la altura del punto interpolado a partir de los 4 puntos de grid más próximos del *first guess*. En este caso se parte de dos altitudes diferentes para la observación y para el *first guess* cuando reducimos al nivel del mar ya que la altitud real y la orografía del modelo no tienen por que coincidir.
- Método 2: En ocasiones, la diferencia entre la orografía real y la que "ve" el modelo es muy grande. En estos casos, el método 1 puede introducir errores significativos en el análisis. El segundo método de reducción de la presión al nivel del mar efectúa una interpolación del perfil vertical del *first guess*, previamente a la reducción, de forma que se lleva el perfil del *first guess* interpolado horizontalmente a la misma altitud que tiene la observación. Este proceso se realiza de forma que se mantenga la estabilidad vertical de la atmósfera (manteniendo el gradiente vertical de temperatura potencial) y encontrando la nueva presión en superficie utilizando la variación de la temperatura virtual en la vertical existente en el perfil original del modelo. Así se consigue que tanto el dato de la observación como el del *first guess* se reduzcan al nivel del mar desde la

³ Ver apéndice A

misma altitud.

El resultado de los experimentos demostró que el segundo método era más apropiado para la Península Ibérica.

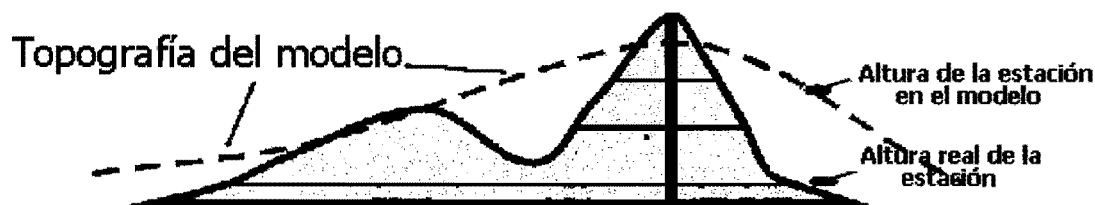


Fig 3.1. Diferencia entre la altura real de una estación y la altura que "ve" el modelo.

En zonas de orografía complicada, las estaciones suelen estar situadas en valles, mientras que el modelo las "ve" más elevadas debido a que la orografía del modelo suaviza la orografía real. Un ejemplo de este efecto en nuestro país es el valle del Ebro.

El primer método reduciría la presión desde dos alturas diferentes, la real y la del modelo, utilizando la atmósfera *standard*. El segundo método, traslada en primer lugar el perfil vertical del *first guess* a la altura real de la observación (desde el punto azul al rojo), encuentra una "nueva" presión en superficie a la misma altura que la observación real, extrapolada a partir de los datos del mismo modelo. Una vez que se dispone del dato de presión en superficie a partir del modelo y del dato de observado, ambos se reducen al nivel del mar utilizando la atmósfera *standard*, desde la altura real de la estación.

3.2 Modelos de correlación.

Un análisis puede ser visto como una combinación de dos procesos:

- 1.- FILTRADO de los incrementos de observación
- 2.- INTERPOLACIÓN a los puntos de grid de los incrementos filtrados para producir el incremento del análisis.

El elemento más importante en el algoritmo de interpolación óptima es la covarianza de los errores del *background*. Ya hemos mencionado que esta matriz es la que controla estos dos procesos en el análisis, en especial el filtrado.

En las estaciones de observación existe a menudo discrepancia entre los valores del *first guess* y las observaciones (incrementos de observación)

En una primera etapa el incremento de observación es reducido en un proceso de filtrado. A continuación estos incrementos filtrados se extienden a los puntos de grid. En el algoritmo de interpolación óptima, el incremento de observación se extiende utilizando la estructura espacial de la covarianza de los errores del *background*.

Los cálculos de los errores del *background* se pueden realizar de una forma mucho más eficiente si las correlaciones se expresan como funciones analíticas. En ocasiones, estas funciones reciben el nombre de modelos de correlación o funciones de estructura.

El modelo de correlación escogido es matemáticamente una gaussiana de la forma:

$$\rho(r) = e^{-0.5 \left(\frac{r^2}{L^2} \right)}$$

y nos define la covarianza de los errores del *first guess*, ya que la covarianza entre 2 puntos cualesquiera r_i y r_j viene dada por

$$Cov(r_i, r_j) = \rho(r) \sigma_b^2$$

Esta función de estructura, también llamada función de correlación de los errores del *background* es isótropa y homogénea, ya que, como vemos, solo depende de la distancia r .

En el caso de una red de observaciones continua, se puede demostrar que el proceso de filtrado de los incrementos de observación es más fuerte en las escalas más pequeñas (números de onda mayores en el dominio de las frecuencias) y menos intenso en el caso de escalas mayores. Este resultado es extrapolable a una red de observaciones discreta a través de los vectores y valores propios de la matriz de correlación de los errores del *background*. En este caso el parámetro

$$\varepsilon_0^2 = \frac{\sigma_o^2}{\sigma_b^2}$$

(donde σ_o^2 es el error de las observaciones y σ_b^2 es el error del *background*) controla el ajuste de las observaciones y juega un papel similar al parámetro γ del análisis de Barnes⁴. Cuando $\varepsilon_0^2 \ll \lambda$ (valores propios) para todos los vectores propios de la matriz de correlación ρ_B , entonces el análisis se ajusta bien a las observaciones y hay muy poco filtrado en los incrementos de las observaciones. Si por el contrario $\varepsilon_0^2 \gg \lambda$ para todos los vectores propios de la matriz de correlación ρ_B el algoritmo de interpolación óptima ignora las observaciones y el análisis revierte al campo del *first guess*.

Nosotros podemos controlar nuestro modelo de correlación a través del parámetro L .

Se han realizado experimentos con $L=100$ Km, $L=200$ Km y $L=500$ Km. En términos espectrales, la transformada de Fourier de la función de correlación es la encargada de repartir la varianza total del *first guess* σ_b^2 entre cada intervalo espectral. Disminuir el valor de L en la gaussiana equivale a hacer más ancha su transformada espectral y dar por tanto más varianza a las escalas más pequeñas. Estas son entonces susceptibles de ser modificadas en el proceso de análisis.

Conforme se va disminuyendo la longitud de escala se observa que aparecen estructuras de menor tamaño en los incrementos del análisis, pero disminuir el valor de L en exceso tiene el problema de que pueden llegar a surgir estructuras que no son reales. Es necesario llegar a un compromiso entre la búsqueda de la escala adecuada (en este caso la mesoscala) y la no aparición de estructuras espúreas. La distancia promedio entre estaciones impone un límite a las escalas que se quiere analizar.

El valor asignado para σ_b^2 es de 1.5 hPa

También se ensayaron dos valores para el error de la observación $\sigma_o = 0.5$ hPa y $\sigma_o = 0.3$ hPa.

Investigamos los valores de innovaciones (incrementos de observación) y de residuos (incrementos del análisis) en un mismo experimento (el día 22 de marzo de 2.002 a las 06 GMT) para los diferentes métodos de reducción al nivel del mar y longitudes de escala en diferentes áreas de interés. Vamos a presentar los resultados de 3 zonas:

1. El área total de la integración del modelo que fue 50.0° N – 15.0° E – 30.2° N – 23.6° W.

⁴ Para una descripción del algoritmo de Barnes ver Daley. Cap 3.6.

2. El área que llamaremos Euskadi y que esta limitada por los paralelos y meridianos siguientes: 46.0° N – 2.0° E – 41.0° N – 4.0° W.
3. El área que llamaremos Francia, comprendida entre 50.0° N – 2.0° E – 44.0° N – 5.0° W

Las razones para escoger estas 2 ultimas zonas fueron que en la zona Euskadi, debido probablemente a la orografía abrupta, se producían rechazos de observaciones, valores muy elevados de innovaciones y residuos y presencia de estructuras sospechosas en el campo de presión. Por el contrario, Francia se escogió porque, exceptuando la zona de Alpes, tiene una orografía más suave que permite que los incrementos de las observaciones y del análisis sean más pequeños y uniformes. Recordemos que conforme aumenta la altitud del terreno, los errores en la presión a nivel del mar no solo provienen de errores en la presión en superficie sino también de errores en la temperatura en superficie.

De la realización de estos experimentos se puede observar que:

- Conforme disminuimos la longitud de escala de la función de estructura del análisis también disminuye la media y el error cuadrático medio de los residuos en las 3 zonas. Con una L más pequeña analizamos estructuras menores, el procedimiento es capaz de corregir más y lo hace con cualquiera de los dos métodos de reducción de la presión al nivel del mar.
- El chequeo por interpolación óptima es más exigente cuanto más pequeña es L en el caso de efectuar una reducción de la presión a nivel del mar de forma independiente desde el nivel de la observación y desde el nivel del modelo para el *first guess* (método 1). En este caso hay una observación más rechazada en el chequeo por interpolación óptima en el caso de L=200. Probablemente esto es debido a que hay menos observaciones que intervienen realmente en el análisis, es decir se esta dando un mayor error al *background* en escalas menores. Si σ_0 aumenta dando cuenta de un mayor error de representatividad no se habrían rechazado.
- En el caso en que la reducción de la presión se haga previa interpolación del perfil vertical (método 2), ocurre lo contrario, hay más rechazos en el caso de L=500 Km que en el caso L=200 Km (21 frente a 23). Al intervenir más observaciones el error del análisis es menor cuanto más ancha es la función de estructura. El cálculo de los incrementos de observación produce innovaciones más homogéneas.
- Con una longitud de escala excesivamente pequeña (L=100 Km) aparecen estructuras que no tienen sentido meteorológico y que no aportarían sino confusión a la hora de interpretar el análisis. Probablemente la densidad de nuestra red no es suficientemente elevada para esta longitud de escala.

3.3. Ajuste de los parámetros de control de calidad

Trataremos a continuación el control de calidad de las observaciones.

El algoritmo de interpolación óptima supone errores de las observaciones distribuidos normalmente de varianza σ_o^2 . Los controles de calidad tratan de identificar errores groseros no gaussianos.

El análisis dispone de dos métodos para decidir si las observaciones son o no aceptables. El primer control es el chequeo frente al *first guess* (F.G. *check*) para limitar las observaciones a un subconjunto cuya distancia al *first guess* quede dentro

de unos límites razonables.

Si se cumple que

$$\frac{(ob - f.g.)^2}{\sigma_o^2 + \sigma_B^2} > umb_{f.g.}$$

la observación se rechaza

Este primer control elimina errores groseros en las observaciones. El problema puede presentarse cuando la calidad del *first guess* no es buena. En ese caso pueden rechazarse observaciones correctas que podrían llegar a corregir el *first guess* en el análisis.

Las que consiguen pasar esta primera criba deben someterse a un segundo control. El chequeo frente a vecinos (O.I. *Check*), que rechaza observaciones que no son coherentes con las observaciones de los alrededores.

El análisis por interpolación óptima aprovecha la estimación del error del análisis que proporciona el procedimiento. En zonas con una alta densidad de estaciones el error del análisis se hace muy pequeño con lo que solo se permiten pequeñas desviaciones del valor observado del analizado en el punto de observación. En zonas con pocos datos, el error del análisis aumenta y el chequeo frente a vecinos se muestra más flexible.

Si se cumple la primera desigualdad, la observación se marca como sospechosa (a efectos de vigilancia de estaciones), pero se sigue teniendo en cuenta en el análisis.

Si además se cumple la segunda se rechaza directamente en el O.I. *Check*

$$\frac{(ob - an)^2}{\sigma_o^2 + \sigma_A^2} > umb1_{O.I.}$$

$$\frac{(ob - an)^2}{\sigma_o^2 + \sigma_A^2} > umb2_{O.I.}$$

3.4 Otros aspectos del análisis

El análisis de superficie de HIRLAM, por cuestiones de economía computacional, utiliza el método de las cajas de forma que al invertir la matriz de covarianza no tengamos muchas observaciones y sus dimensiones sean razonables. Para ello se divide el dominio en cajas rectangulares limitadas por dos paralelos y dos meridianos. El análisis se realiza de forma independiente en cada una de las cajas. Cada caja de análisis utiliza las observaciones del área de búsqueda de datos (mayor que el área de la caja de análisis) en la que se encuentran todas las observaciones que serán tenidas en cuenta. Las que se encuentran fuera del área de búsqueda de datos no son tenidas en cuenta en el análisis, y por lo tanto no influyen en el resultado final del análisis en esa caja.

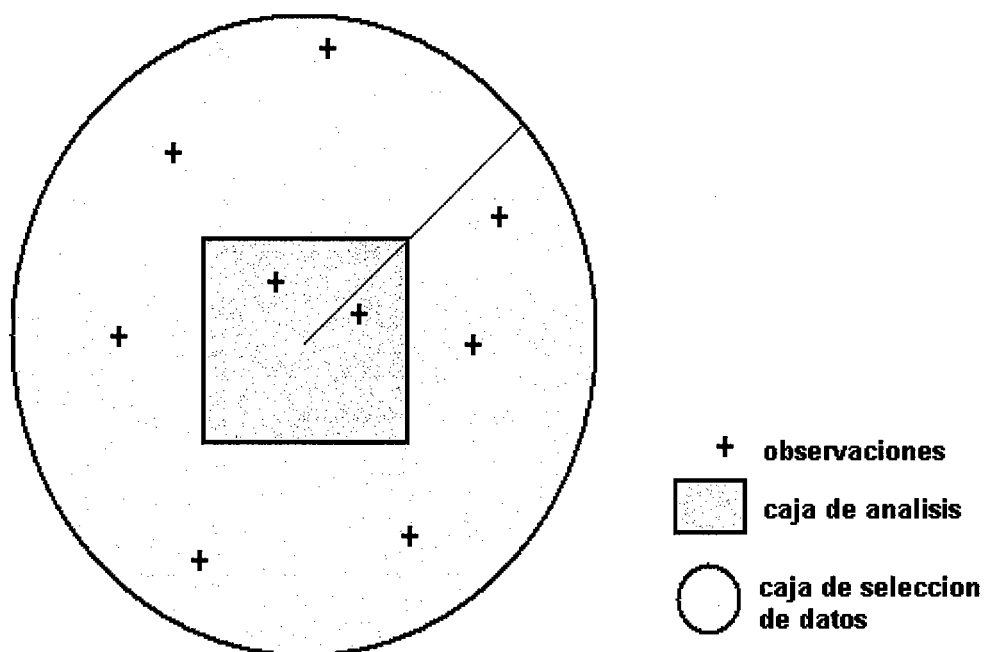


Fig 3.2. Para analizar todos los puntos de grid contenidos en una caja de análisis (gris) se tienen en cuenta todas las observaciones que están situadas a una distancia dada del centro de la caja de análisis (area gris más área amarilla)

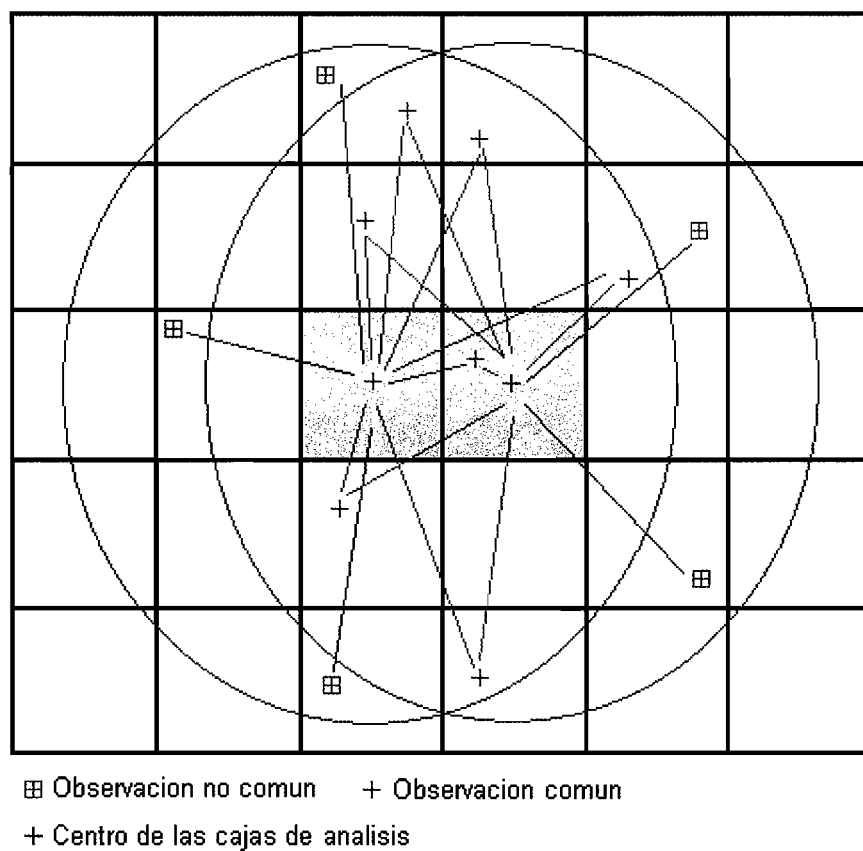


Fig 3.3. La mayoría de los datos considerados en dos cajas contiguas son comunes. Unicamente algunos pocos se tienen en cuenta en el análisis de sólo una de ellas

Así, todas las observaciones que están encerradas en el área de búsqueda o de selección de datos serán tenidas en cuenta al hacer el análisis de la caja de análisis.

Nótese que la mayor parte de las observaciones seleccionadas en el análisis de dos cajas contiguas serán idénticas y solo algunas serán diferentes. En este caso se ha exagerado el tamaño del radio del área de búsqueda para resaltar este efecto.

La geometría del área de selección de datos no tiene por que ser necesariamente esta, puede haber areas poligonales. En el caso del análisis de la presión a nivel del mar se escogió una caja de análisis cuadrada de 5° de lado con un área de búsqueda circular centrada en la caja de análisis de radio también igual a 5°.

El estudio de los resultados de los experimentos que hemos llevado a cabo han facilitado el ajuste de los parámetros del análisis a los valores que indicamos a continuación de forma que funcione como un análisis de mesoscala.

Tabla 1

Parámetro	Valor
Longitud de escala (L)	200 Km
Error de observación (σ_o)	0,5 hPa
Error del <i>First Guess</i> (σ_b)	1,5 hPa
método de reducción de la presión	Reducción previa interpolación del perfil vertical de temperatura, manteniendo la estabilidad (método 2)
Numero máximo de cajas	3000
Tamaño de las cajas	5°
Numero máximo de observaciones en una caja	2000

4. Caso de estudio: Ciclogénesis del 5-6 Nov. de 1997

Una vez que se ha conseguido sintonizar el análisis de presión a nivel del mar, procedemos a probarlo en una situación meteorológica adversa en condiciones pseudo-reales. Decimos pseudo-reales porque si bien trabajamos con las observaciones disponibles ese día, utilizamos los análisis del ECMWF como condiciones de contorno para la integración del modelo HIRLAM en lugar del modelo OPR dentro del cual se halla anidado el modelo HIR de la misma resolución y área que la de los tres primeros experimentos realizados.

El área de integración del modelo es la misma que en los experimentos anteriores, es decir, 50.0°N - 15.0° E - 30.2° N - 23.6° W. La resolución horizontal es 0.2° x 0.2° en rejilla no rotada y el número de niveles en la vertical es 31 (los mismos que en la pasada operativa en el INM. La versión del modelo HIRLAM utilizada es la 5.1.3, al igual que en los experimentos anteriores. Esta configuración del modelo, a diferencia de la actualmente operativa en el INM, esta basada es una advección semilagrangiana y la parametrización de los procesos superficiales hace uso del esquema tipo mosaico que sigue el modelo ISBA en cada una de sus teselas.

Se realizó una integración desde el día 3 de noviembre a las 0 GMT hasta el 6 de noviembre a las 12 GMT.

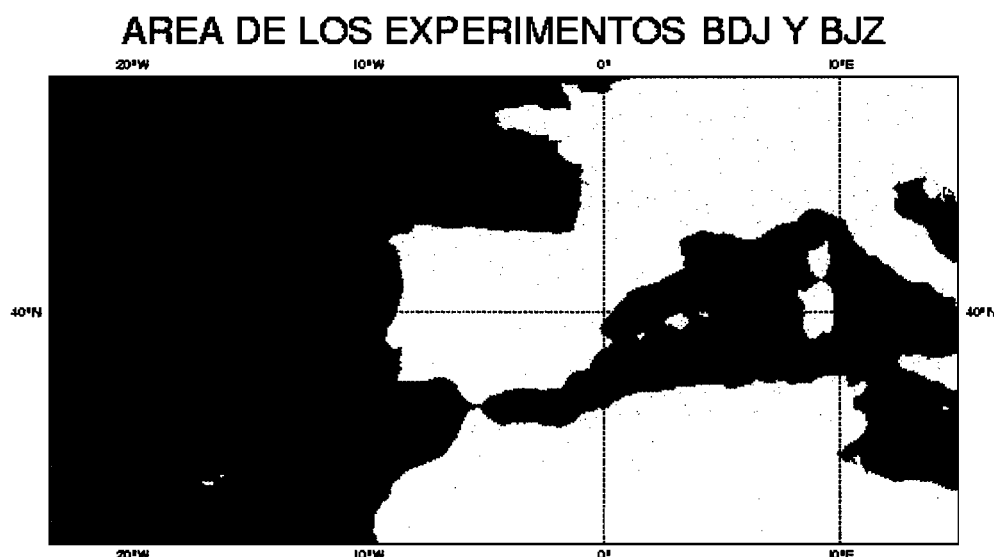


Fig. 4.1. Área de integración del modelo en los experimentos BJZ_27, BDJ_28 y BDJ_29

Hay que tener en cuenta que el hecho de forzar con condiciones de contorno casi perfectas, cercanas al lugar donde se inició la ciclogénesis hace que el error en los campos previstos por el modelo HIRLAM sea considerablemente inferior a la situación operativa.

Dado que el objetivo de la extensión de este paquete de análisis de variables superficiales es su uso como diagnóstico, se ha escogido como caso de estudio una situación meteorológica que fue simulada de forma muy deficiente por el modelo operativo.

Se pretende comprobar como el análisis es capaz de corregir los errores del *first guess*, proporcionando al predictor una herramienta rápida de diagnóstico del estado actual de la atmósfera cerca de la superficie.

En los casos de fenómenos adversos mal previstos por los modelos, las decisiones de los controles de calidad de las observaciones son críticas para conseguir que el análisis corrija eficazmente el *first guess*.

Por otro lado, los chequeos de las observaciones deben ser capaces de identificar, en cualquier tipo de situación, los datos con errores groseros que podrían corromper el análisis final.

En base a ello se han realizado tres experimentos BJZ_27, BDJ_28 y BDJ_29 de sensibilidad a los parámetros que controlan los chequeos de calidad de las observaciones en el análisis de presión a nivel del mar.

Una vez establecidos estos parámetros del control de calidad de las observaciones se llevo a cabo el experimento OPR_30, con un área de integración mucho mayor para comprobar la capacidad del proceso de análisis de mejorar el *first guess*.

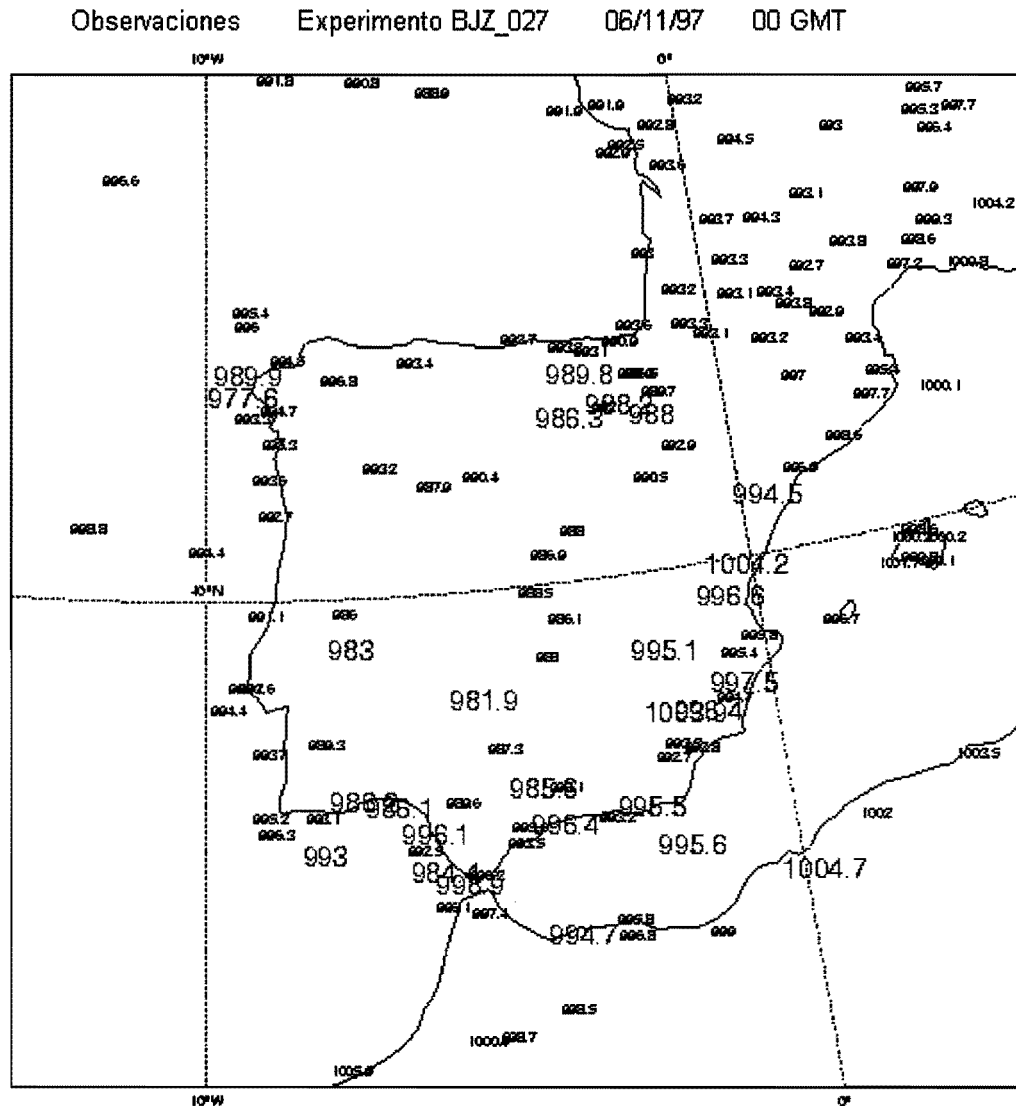
Tabla 2

Exp.	BJZ_27	BDJ_28	BDJ_29	OPR_30
FG. Check	25	49	49	49
Ol. Check Tol. 1	3	3	6	6
Ol. Check Tol. 2	4	4	7	7
área⁵ integración del modelo	+50.0 -23.6 +15.0 +30.2	+50.0 -23.6 +15.0 +30.2	+50.0 -23.6 +15.0 +30.2	+65.0 -70.5 +30.75 +15.25

⁵ La información referente al área de integración en cada experimento viene dada en tres líneas, de la siguiente manera: La primera línea contiene el límite Norte, la segunda contiene dos valores: el límite occidental y oriental del área. La tercera línea el límite Sur. Latitudes y longitudes positivas son Norte y Este respectivamente, por convención. Los datos son en grados.

4.1 Experimento BJZ_27

En el primer experimento que se realizó, el umbral del F.G. *Check* estaba ajustado a 25. En este caso el día 6 a las 0 GMT se producía un rechazo de una observación de la zona de Extremadura en el chequeo frente al *first guess* que ocasionaba la no suficiente profundización de la baja en el análisis.



989.9 obs. rechazada en el OI Check

977.6 obs. rechazada en el FG Check

983 obs. aceptada

Fig. 4.2. Observaciones aceptadas y rechazadas en el experimento BJZ_27. En negro las aceptadas, en rojo las rechazadas en el *First Guess Check* y en magenta las rechazadas en el control frente a vecinos (OI Check)

La presión mínima en esta zona se mantenía en 983 hPa a esa hora. Este era el análisis obtenido (se presenta previamente el *first guess* correspondiente).

05/11/97 18 GMT HIRLAM H+06 Valid: 06/11/97 00 GMT
F.Guess Experimentos BJJ_027 BDJ_028 y BDJ_029

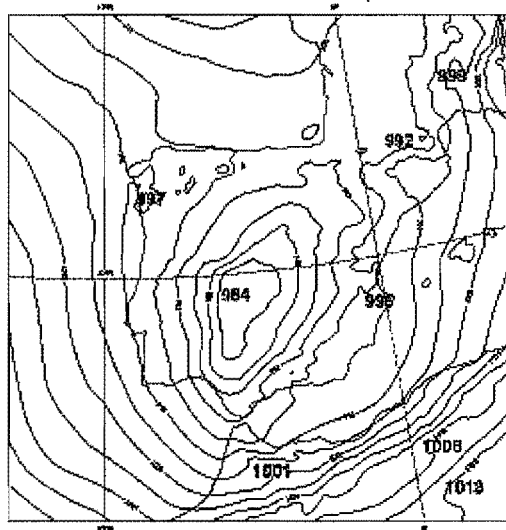


Fig. 4.3. *First Guess* del campo de presión a nivel del mar correspondiente al 6 de noviembre de 1997 a las 0 GMT. Intervalo de contorno: 2 hPa

06/11/97 0 GMT HIRLAM H+00 Valid: 06/11/97 0 GMT
EXPERIMENTO BJJ_027

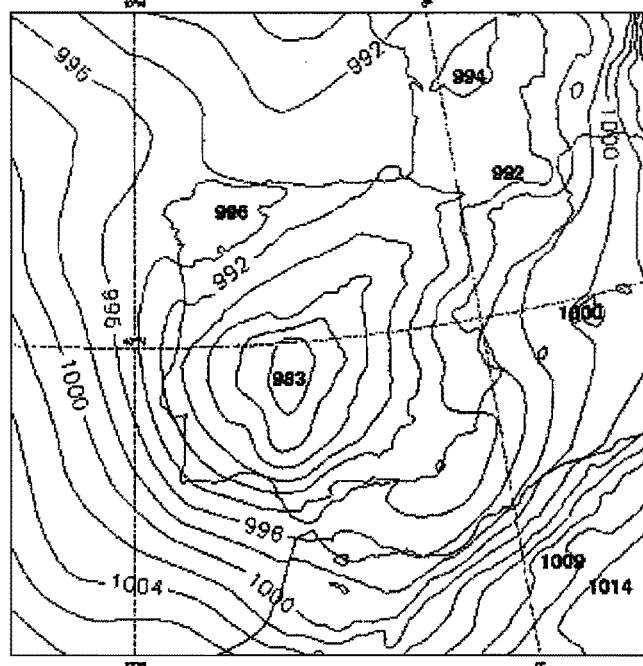
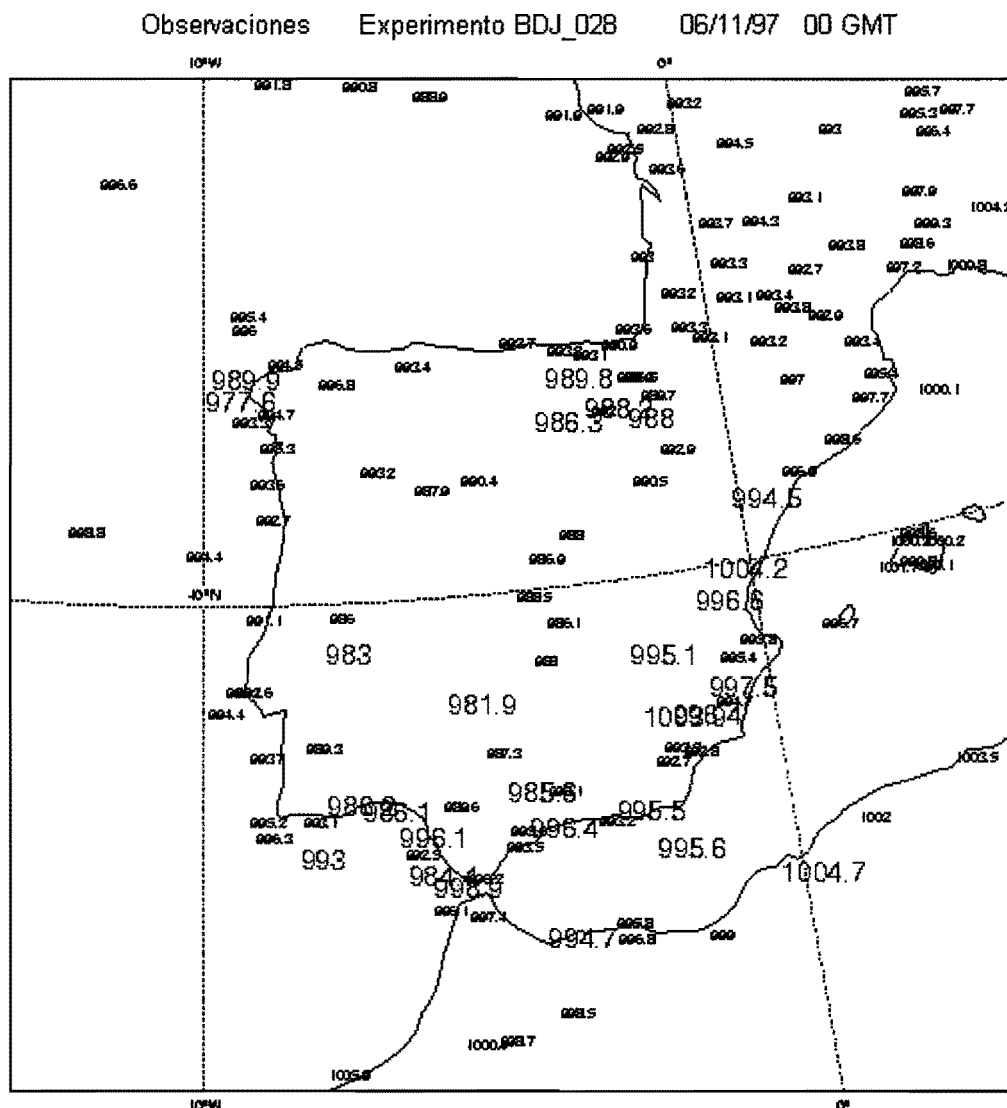


Fig. 4.4. Análisis de la presión el día 6 de noviembre de 1997 a las 0 GMT. Intervalo de contorno: 2 hPa

4.2 Experimento BDJ_28

En el segundo experimento se relajó el chequeo frente al *first guess*. Se aumento el parámetro de control del F.G.Check a 49. En estas condiciones, la observación pasaba sin problemas el F.G.Check pero resultaba rechazada en el control de calidad frente a vecinos (O.I. Check).



989.9 obs. rechazada en el OI Check

977.6 obs. rechazada en el FG Check

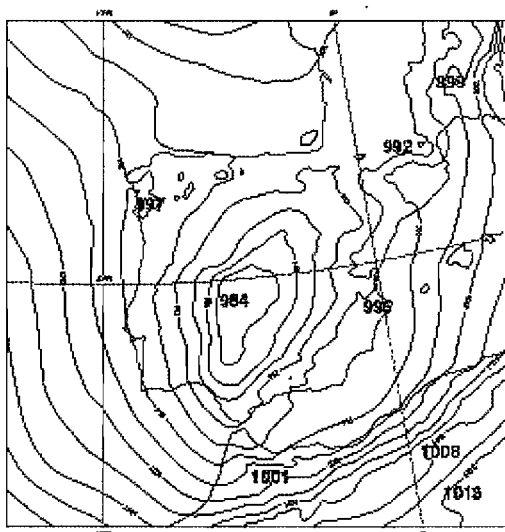
983 obs. aceptada

Fig. 4.5. Observaciones aceptadas y rechazadas en el análisis de superficie del experimento BDJ_28

El resultado fue idéntico al anterior puesto que al final de los dos controles la observación en la zona de Extremadura fue igualmente rechazada. La presión mínima en la zona era 983 hPa el día 6 de noviembre a las 0 GMT .

El *first guess* utilizado en los experimentos BJZ_27, BDJ_28 y BDJ_29 era el mismo. A efectos de comparación se presenta a continuación el resultado del análisis del experimento BDJ_28 frente al *first guess*

05/11/97 18 GMT HIRLAM H+06 Valid: 06/11/97 00 GMT
F.Guess Experimentos BJZ_027 BDJ_028 y BDJ_029



06/11/97 0 GMT HIRLAM H+00 Valid: 06/11/97 0 GMT
EXPERIMENTO BDJ_028

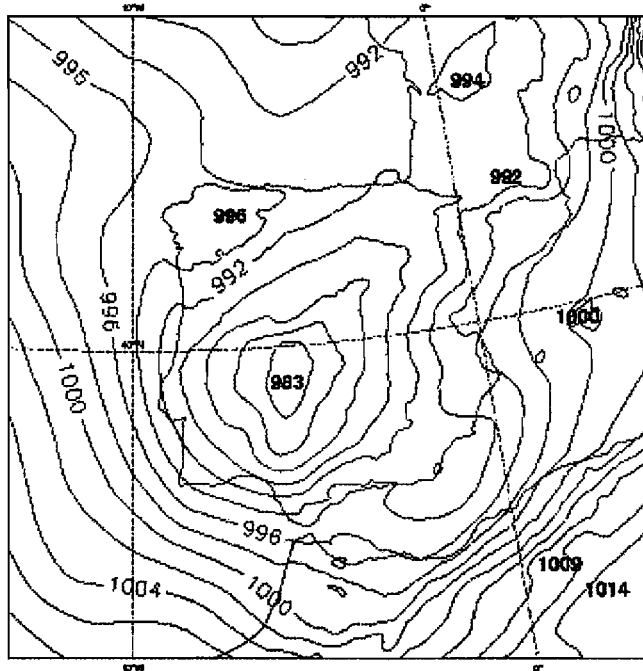


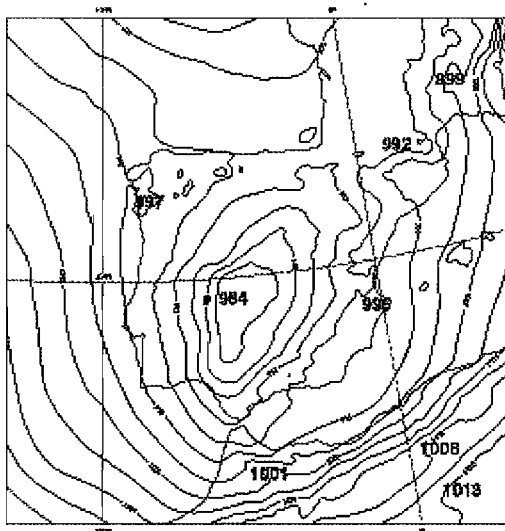
Fig. 4.6. Resultado del análisis de superficie de la presión a nivel del mar (abajo) del día 6 de noviembre de 1997 a las 0 GMT en el experimento BDJ_28. Se incluye el *First Guess* correspondiente (arriba). Intervalo de contorneo: 2 hPa

A pesar de que el resultado del análisis es idéntico al anterior, existen diferencias entre BJZ_27 y BDJ_28. Hay tres observaciones que en el experimento BJZ_27 resultaban rechazadas en el *first guess check* y que ahora son aceptadas en este primer control, aunque son rechazadas en el chequeo frente a vecinos. Una de ellas es la de 983 hPa sobre la zona del SW peninsular.

4.3 Experimento BDJ_29

Se hizo un tercer experimento, en el que se optó por relajar también el control de observaciones frente a vecinos (O.I.*Check*) para lo que se modificaron las tolerancias del O.I.*Check* que pasaron de tener valores de 3 y 4 a valores de 6 y 7.

05/11/97 18 GMT HIRLAM H+06 Valid: 06/11/97 00 GMT
F.Guess Experimentos BJJ_027 BDJ_028 y BDJ_029



06/11/97 0 GMT HIRLAM H+00 Valid: 06/11/97 0 GMT
Experimento BDJ_029

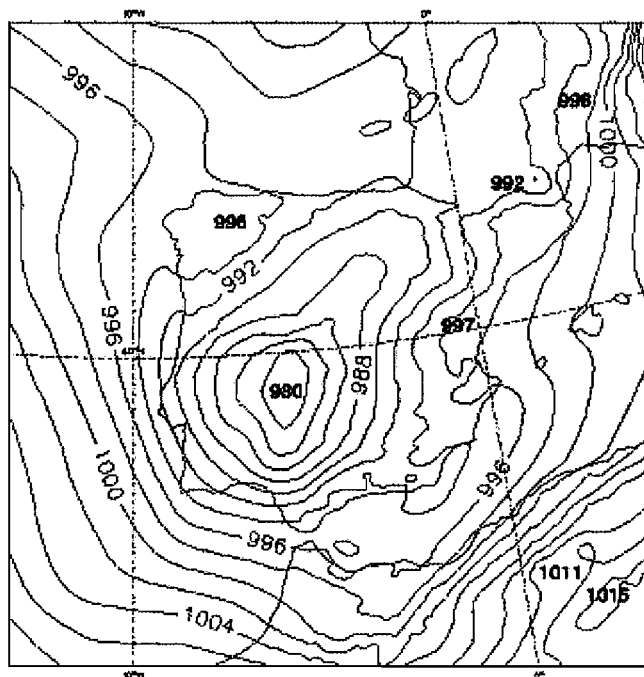
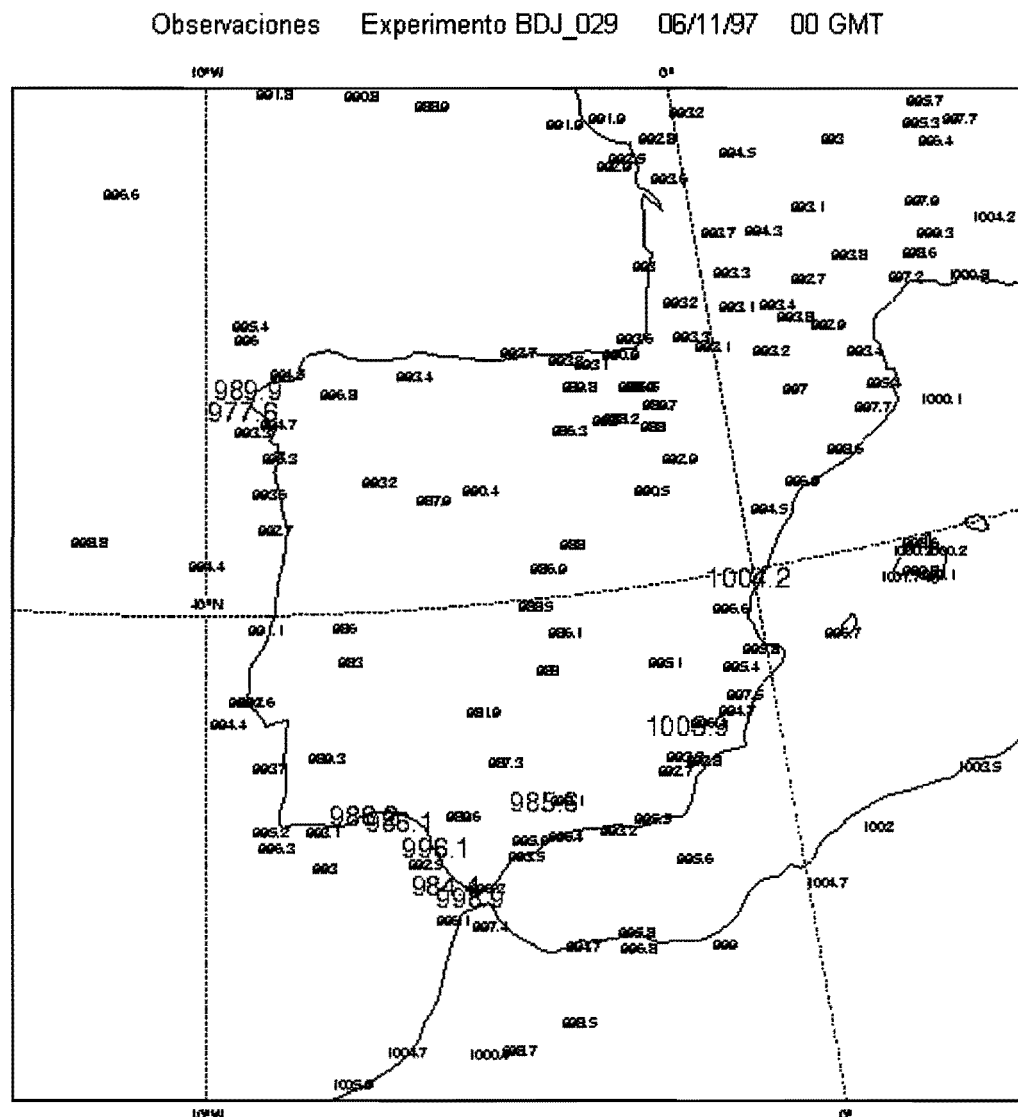


Fig. 4.7 Análisis de superficie de la presión a nivel del mar en el experimento BDJ_29 (abajo), una vez aceptada una de las observaciones de la zona de Extremadura. Al igual que en los anteriores se presenta el *first guess* (arriba). Intervalo de contorneo: 2 hPa.

Este cambio si que tuvo influencia y una de las observación que antes se rechazaban en el O.I.Check, ahora se aceptaba y producía una modificación de la baja, que pasaba a tener una presión mínima de 980 hPa centrada en la zona de Extremadura.



989.9 obs. rechazada en el OI Check
 977.6 obs. rechazada en el FG Check
 983 obs. aceptada

Fig. 4.8. Observaciones aceptadas y rechazadas en el análisis de la presión a nivel del mar en el experimento BDJ_29

El paquete de análisis de variables superficiales que estamos ampliando, también incluye la temperatura y la humedad relativa a 2 metros como variable analizada.

Así podemos investigar también el campo de temperatura a 2 metros, buscando la presencia de frentes que apoyen la situación de la baja en el campo de presión. El campo de temperatura a 2 m esta muy influenciado por la orografía del terreno, como se puede ver en la figura 4.8.

El ejemplo que presentamos es el análisis de temperatura a las 9 GMT del día 6 de

noviembre de 1997 una vez que la perturbación se había alejado de la zona que estamos estudiando. Se puede ver que el campo de temperatura a 2 m no está modificado y vemos que reproduce en la zona interior al cuadro rojo la orografía de esa zona. Obsérvese el valle de Guadalquivir.

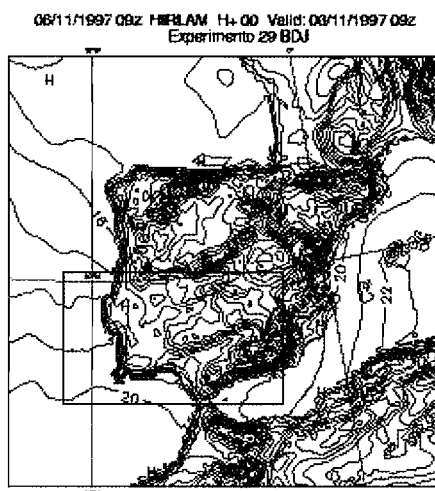


Fig. 4.8. Campo de temperatura a 2 m. analizado cuando la perturbación se había alejado. Intervalo de contorno: 1° C

Los mapas de la figura 4.9 muestran la evolución de la temperatura a 2 metros 12 horas antes. En el análisis de las 0 GMT se aprecia claramente la posición del frente orientado de Norte a Sur en el SW de la península ibérica y la posterior evolución del campo de temperatura 3 horas más tarde debida al rápido movimiento de la baja.

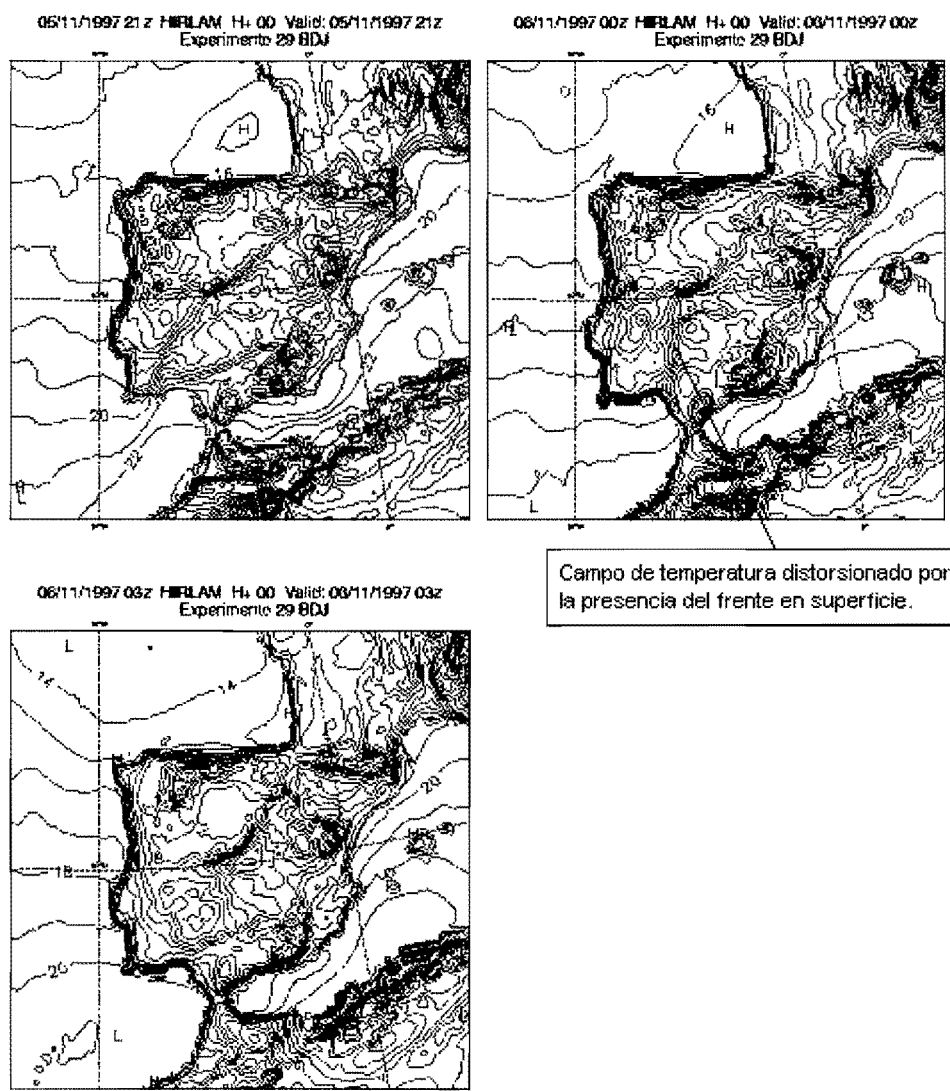


Fig. 4.9. Campo de temperatura a 2 m. analizado a las horas de llegada de la perturbación. Intervalo de contorno: 1° C

4.4 Ampliación del área de integración del modelo. Experimento OPR_30

Dado que, en este experimento, las condiciones de contorno se encuentran muy próximas al área de interés, puede ocurrir que el procedimiento produzca un buen análisis porque las condiciones de contorno sean muy buenas y hagan que los campos utilizados como *first guess* estén muy próximos a la realidad. En este caso nuestro análisis de superficie no tendría que corregir excesivamente y no estaríamos verificando que su funcionamiento sea razonable como análisis de diagnóstico. Sin embargo, lo que a nosotros nos interesa especialmente es que a partir de un *first guess* que reproduzca mal la situación real de la atmósfera y de las observaciones disponibles, el algoritmo sea capaz de corregir dicho *first guess* lo suficiente para producir un buen análisis.

Para intentar estudiar como actúa el análisis de superficie en un caso más difícil y que no este tan condicionado por la información en los límites del área de integración, hemos realizado otro experimento con una resolución de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ en un área mucho mayor a la anterior de forma que se alejen las condiciones de contorno. El área se puede ver en el mapa de abajo.

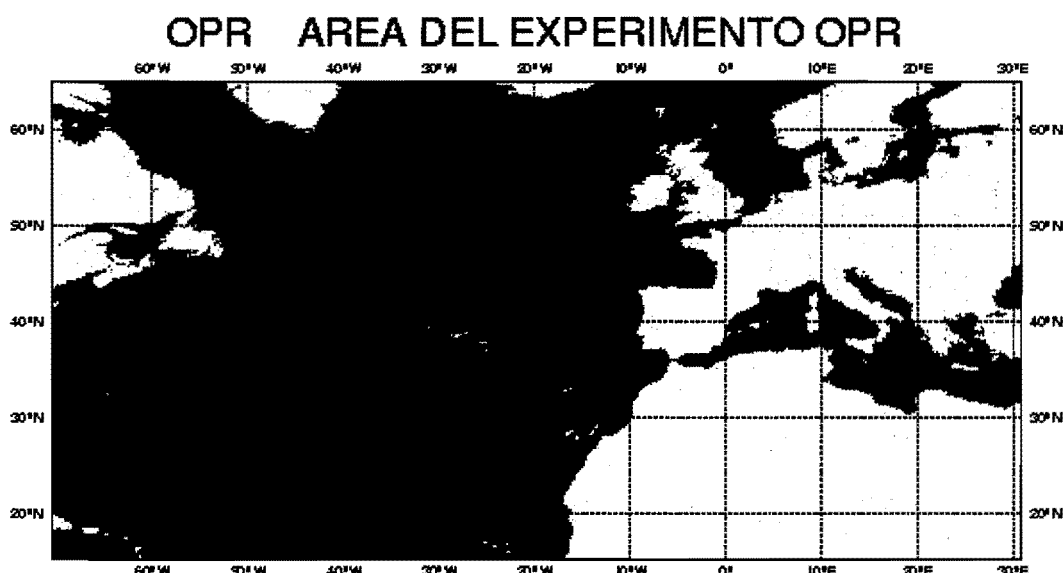
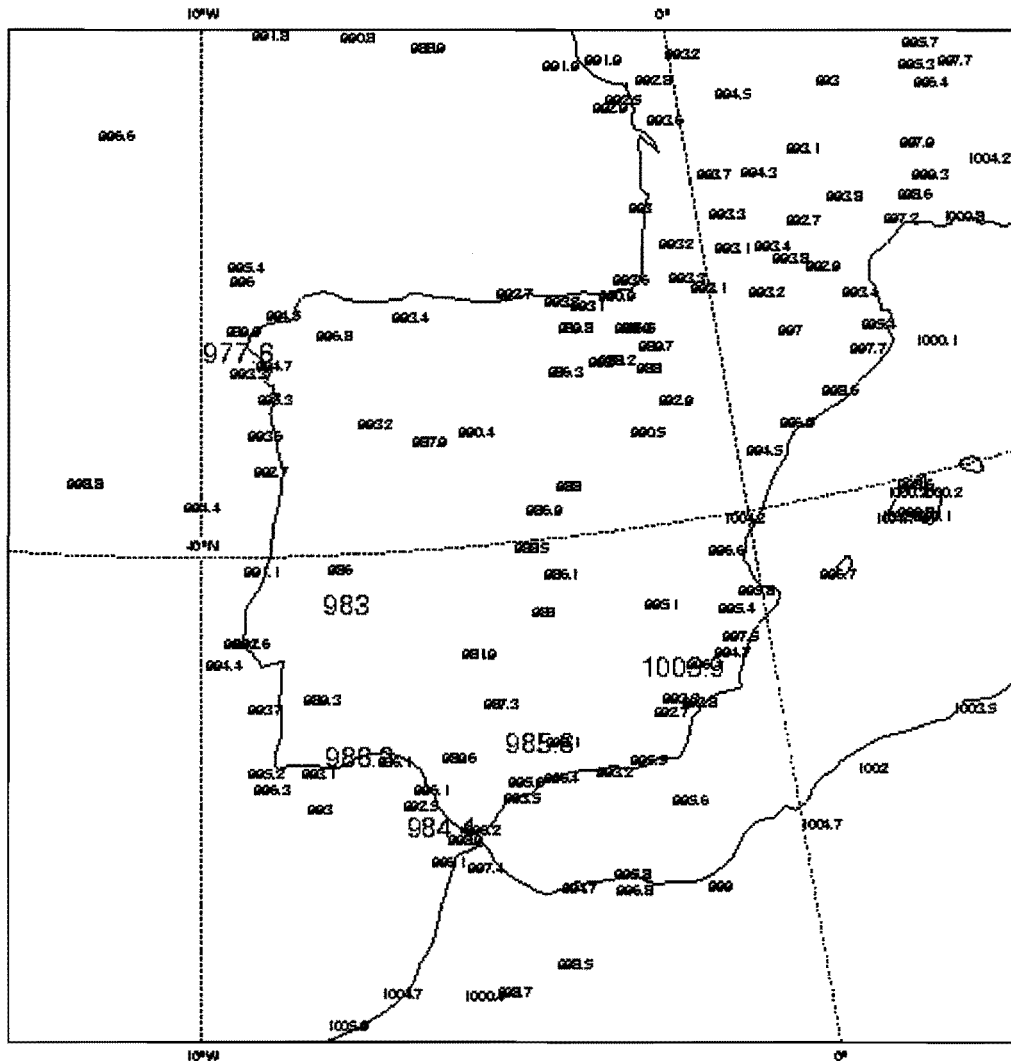


Fig. 4.10. área de integración del modelo en el experimento OPR_30

El área de integración es: $65.00^\circ \text{ N} - 30.75^\circ \text{ E} - 15.25^\circ \text{ N} - 70.50^\circ \text{ W}$. Este experimento se inicia también el 3 de noviembre de 1.997 a las 0 GMT, al igual que los anteriores.

Nuestro objetivo de empeorar la calidad del *first guess* se consigue al aumentar la distancia del SW de la Península Ibérica a los límites del área de integración. La situación de la baja del día 5 y 6 de noviembre de 1.997 es más errónea en los campos previos del experimento OPR que en los experimentos anteriores, encontrándose el centro de la baja bastante desplazado hacia el NE respecto de la situación real.

En primer lugar vamos a ver las observaciones aceptadas y rechazadas en este análisis.



989.9 obs. rechazada en el OI Check

977.6 obs. rechazada en el FG Check

983 obs. aceptada

Fig. 4.11. Observaciones rechazadas y aceptadas en el análisis de la presión a nivel del mar del experimento OPR

En las figuras 4.12 a 4.16 se presenta la evolución de la baja en 12 horas críticas en los experimentos anteriores (BJZ_27, BDJ_28 y BDJ_29) frente a los del experimento actual OPR_30 a partir de las predicciones que se utilizan como *first guess* para los análisis desde las 18 GMT del 5 de noviembre de 1997 y las 6 GMT del día siguiente.

05/11/97 12 GMT HIRLAM H+06 Valid: 05/11/97 18 GMT - FIRST GUESS
 Experimentos BJJ_027 BDJ_028 y BDJ_029 Experimento OPR_030

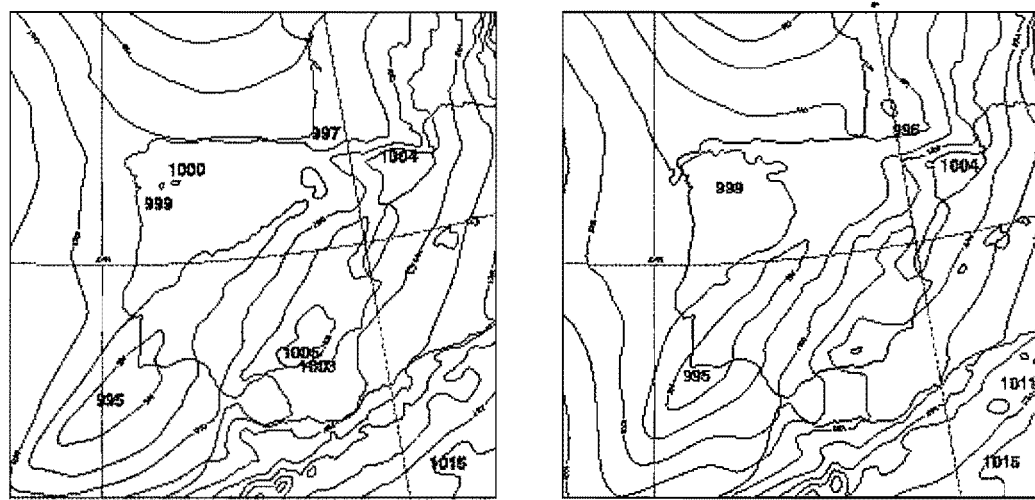


Fig. 4.12. Comparación entre los *first guess* de los experimentos BJJ_27, BDJ_28, BDJ_29 (izquierda) y el del experimento OPR_30 (derecha). 18 GMT del 5/11/97. Intervalo de contorno: 2 hPa

05/11/97 18 GMT HIRLAM H+03 Valid: 05/11/97 21 GMT - FIRST GUESS
 Experimentos BJJ_027 BDJ_028 y BDJ_029 Experimento OPR_030

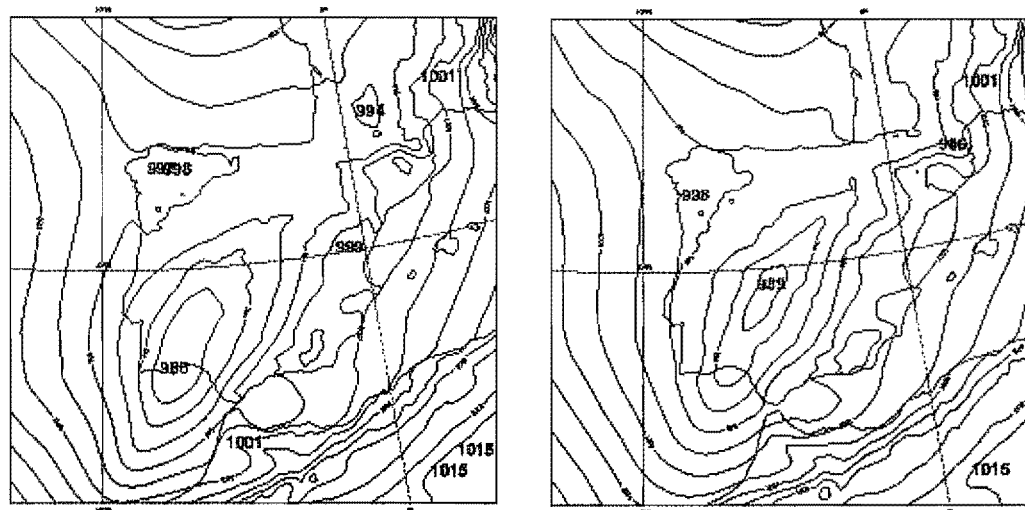


Fig. 4.13. Comparación entre los *first guess* de los experimentos BJJ_27, BDJ_28, BDJ_29 (izquierda) y el del experimento OPR_30 (derecha). 21 GMT del 5/11/97. Intervalo de contorno: 2 hPa

05/11/97 18 GMT HIRLAM H+06 Valid: 06/11/97 00 GMT
Experimentos BJZ_027 BDJ_028 y BDJ_029

- FIRST GUESS
Experimento OPR_030

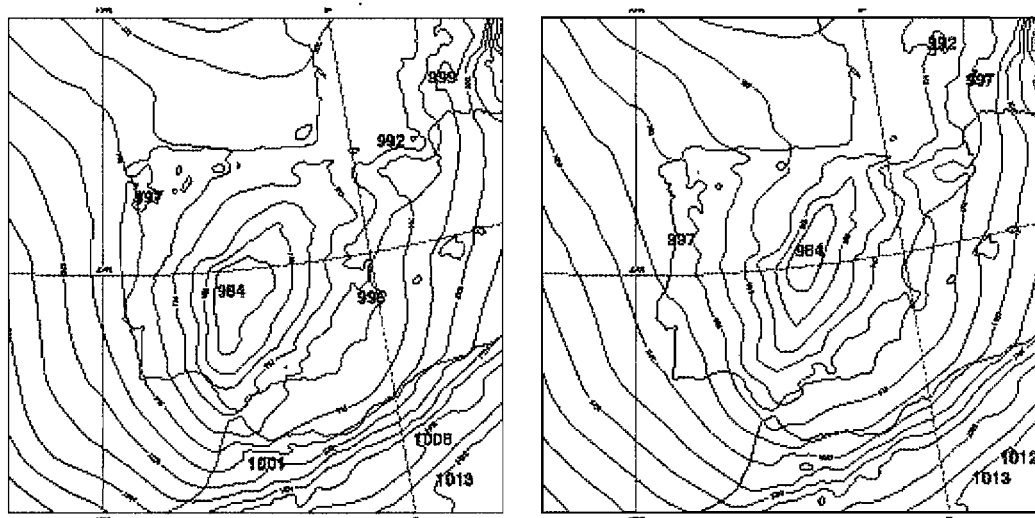


Fig. 4.14. Comparación entre los *first guess* de los experimentos BJZ_27, BDJ_28, BDJ_29 (izquierda) y el del experimento OPR_30 (derecha). 00 GMT del 6/11/97.
Intervalo de contorno: 2 hPa

06/11/97 00 GMT HIRLAM H+03 Valid: 06/11/97 03 GMT
Experimentos BJZ_027 BDJ_028 y BDJ_029

- FIRST GUESS
Experimento OPR_030

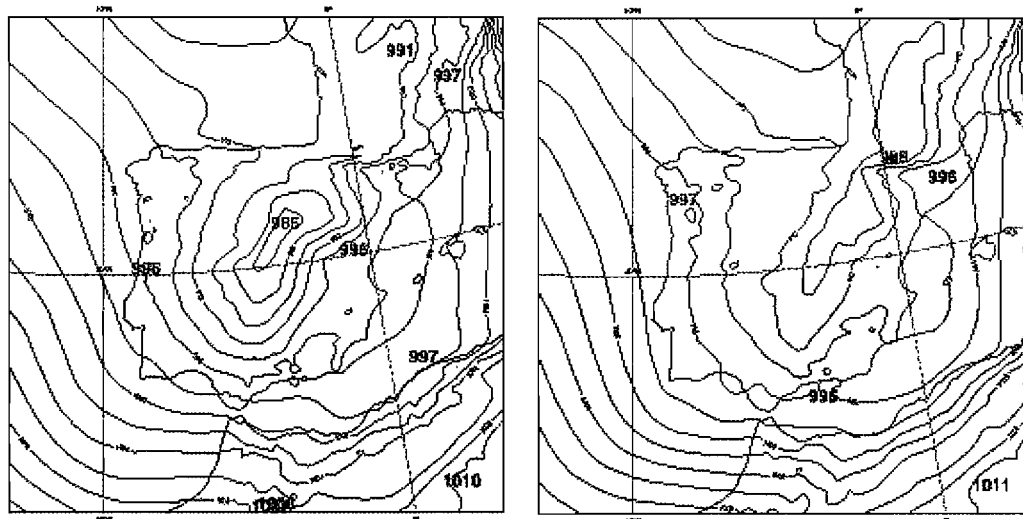


Fig. 4.15. Comparación entre los *first guess* de los experimentos BJZ_27, BDJ_28, BDJ_29 (izquierda) y el del experimento OPR_30 (derecha). 03 GMT del 6/11/97.
Intervalo de contorno: 2 hPa

06/11/97 00 GMT HIRLAM H+06 Valid: 06/11/97 06 GMT - FIRST GUESS
Experimentos BJJ_027 BDJ_028 y BDJ_029 Experimento OPR_030

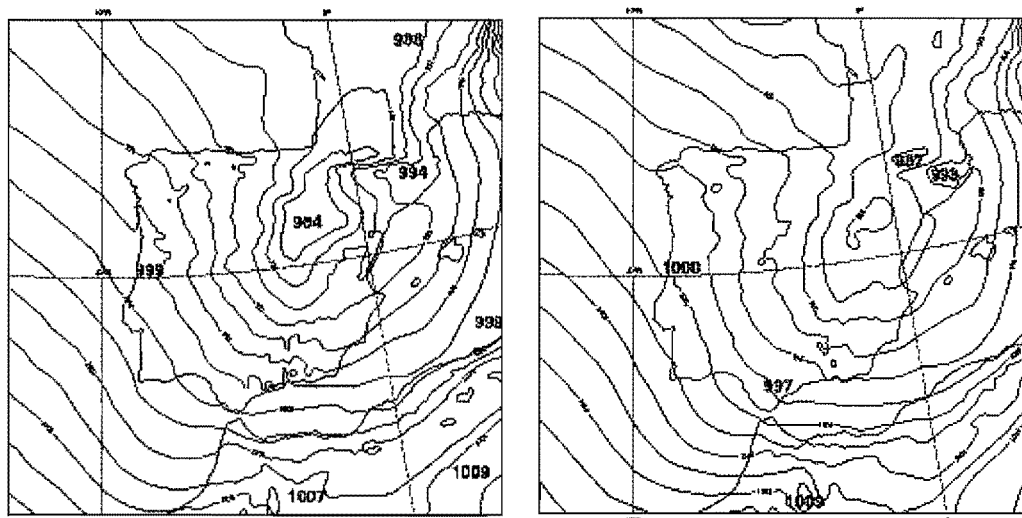


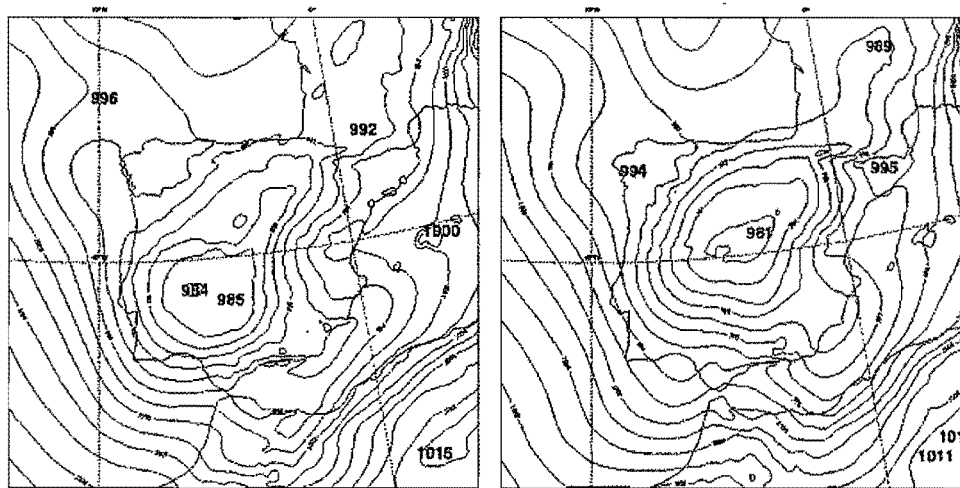
Fig. 4.16. Comparación entre los *first guess* de los experimentos BJJ_27, BDJ_28, BDJ_29 (izquierda) y el del experimento OPR_30 (derecha). 06 GMT del 6/11/97. Intervalo de contorno: 2 hPa

Se observa que en los anteriores (BJJ_027 y BDJ_028 y 029) la posición y la estructura de la baja son más correctas y presenta un mayor gradiente de presión en la zona del suroeste de la península que en el caso del *first guess* del experimento OPR

Sin embargo a pesar de partir de unos *first guess* de peor calidad y una menor resolución, el análisis es capaz de profundizar la baja, aumentar el gradiente de presión en el SW de la Península y situar correctamente el centro de la baja.

06/11/97 0 GMT HIRLAM H+00 Valid: 06/11/97 0 GMT
Experimento OPR_030

06/11/97 3 GMT HIRLAM H+00 Valid: 06/11/97 3 GMT
Experimento OPR_030



06/11/97 0 GMT Hirlam H+00 Valid: 06/11/97 0 GMT
Experimento OPR_030. Analisis de altura.

06/11/97 0 GMT HIRLAM H+00 Valid: 06/11/97 0 GMT
Experimento OPR_030 Analisis de Superficie

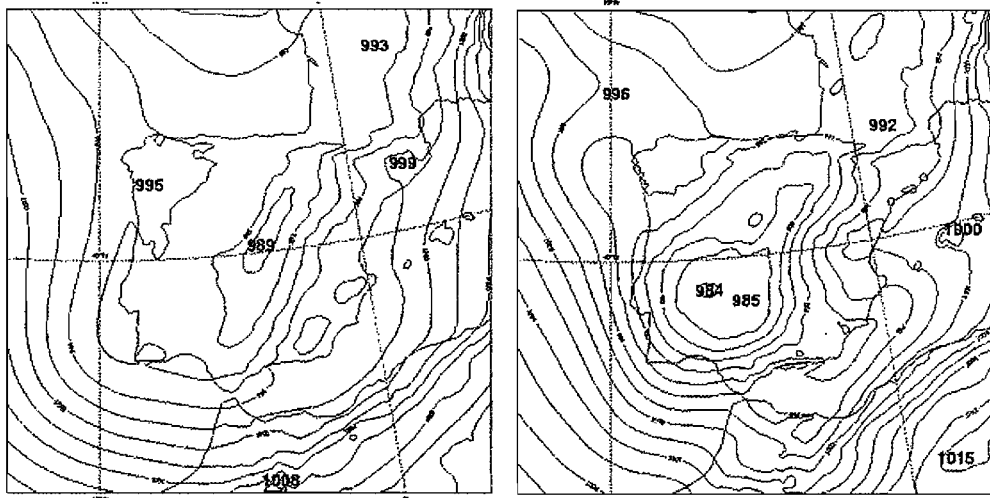


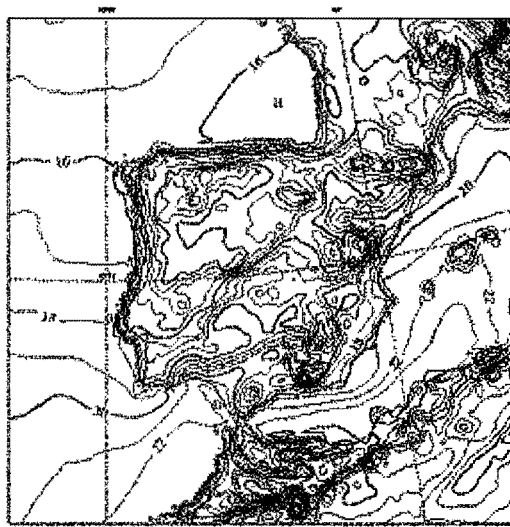
Fig. 4.18. Comparación entre el análisis de altura (izquierda) y el análisis de superficie (derecha) de la presión a nivel del mar a las 0 h GMT del 6 de noviembre de 1997.
Intervalo de contorno: 2hPa.

Esto es debido probablemente a la gran cantidad de rechazos que se produjeron en el control de calidad del análisis de altura sobre la zona de la Península Ibérica en este experimento. Dos sondeos fueron completamente rechazados, uno parcialmente, así como una estación automática y siete observatorios sinópticos.

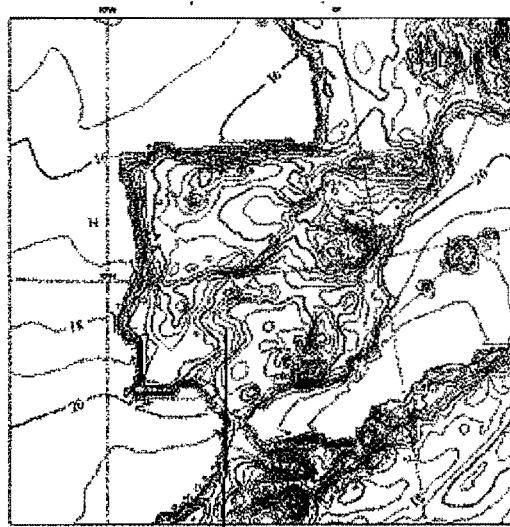
Por el contrario, en los experimentos anteriores que contaban con unas condiciones de contorno más exactas y unos *first guess* más próximos a la realidad se produjeron menos rechazos. En concreto solo dos observaciones sinópticas fueron rechazadas.

Al igual que en el experimento anterior, se investigó el campo de temperatura a 2 m. observándose también la presencia de una estructura modificada por la presencia de un frente, asociado a la baja.

05/11/97 21 GMT HIRLAM H+00 Valid:05/11/97 21 GMT
Experimento OPR_030



06/11/97 0 GMT HIRLAM H+00 Valid:06/11/97 0 GMT
Experimento OPR_030



Frente en superficie a las 0 GMT

06/11/97 3 GMT HIRLAM H+00 Valid:06/11/97 3 GMT
Experimento OPR_030

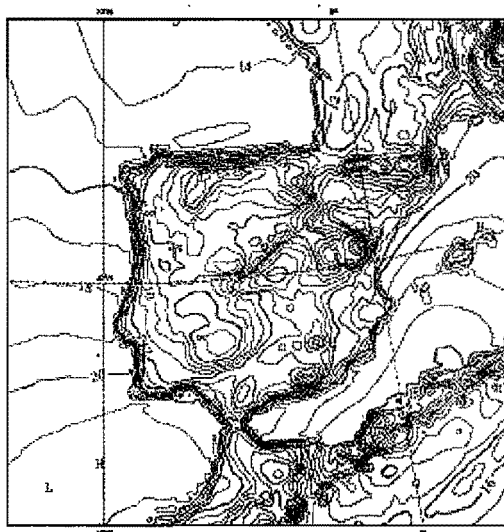


Fig. 4.19. Análisis de temperatura a 2 m. en el experimento OPR_30 a las 21 h GMT del 5 de noviembre de 1997 y a las 0 h y 3 h GMT del 6 de noviembre de 1997.
Intervalo de contorno: 1° C

5. Descripción de las modificaciones en el software de análisis

La librería encargada de llevar a cabo el análisis de variables superficiales en HIRLAM se llama **span**. Nuestro trabajo ha consistido en conseguir dos objetivos.

- 1.- Incluir nuevas variables de forma que **span** analice la variable presión a nivel del mar.
- 2.- Hacer que **span** funcione de forma aislada e independiente de HIRLAM, de forma que se pueda utilizar en una estación de trabajo, por ejemplo, para obtener un análisis de diagnóstico en un tiempo competitivo para tareas de nowcasting.

Para lograrlo se han modificado algunas de las rutinas del paquete de análisis de variables superficiales: SFLDJP.F, SPARAN.F, SVNUMB.F, SETLIM.F, SETERR.F, SETSCP.F, SETOIP.F y SETDIM.F (llamadas por SETVAL.F) También se modificaron las rutinas GETOBS.F, CNVOBS.F, PRCSYN.F, PRCSHP.F, PRCBUO.F, GETBCK.F, MS2OBS.F y WRANAL.F (llamadas desde CNTROL.F)

Las rutinas llamadas por SETVAL.F tienen por cometido el definir una serie de valores necesarios para realizar el análisis de las variables superficiales que estén definidas. En nuestro caso ha sido necesario añadir una serie de parámetros para el campo de presión a nivel del mar, así como encontrar los valores adecuados de los mismos para que el análisis funcione de forma correcta.

CNTROL.F es la rutina que controla el análisis y la que llama a todos los procesos necesarios que calculan el análisis de las variables de superficie.

GETOBS.F se encarga de leer el fichero BUFR de observaciones de barcos, boyas y estaciones sinópticas y almacena las informaciones en un vector de observaciones con un formato determinado. Aquí se ha añadido la lectura del valor de la presión al nivel de la estación.

GETBCK.F lee el *background* y los campos auxiliares necesarios (por ejemplo, la orografía). Se modificó el programa para que leyera también el dato de presión en superficie.

MS2OBS.F interpola el *background* a los puntos donde existen observaciones y realiza el control frente al *first guess* de las observaciones. Tiene dos tipos de interpolación⁶: interpolación horizontal (utilizada para la temperatura del agua del mar y el espesor del manto de nieve) y un método más sofisticado que interpola el perfil vertical del *first guess* manteniendo la estabilidad y la misma variación de la temperatura virtual con la altura (utilizado para la humedad y la temperatura a 2 m). Este último método es el que se escogió para la presión a nivel del mar.

WRANAL.F almacena las variables analizadas y las copia al fichero del análisis. Se añade la presión a nivel del mar al fichero del análisis como campo analizado.

⁶ Ver apartado 3.1 de la nota técnica para mayor detalle.

6. Conclusiones

Con el presente trabajo se ha conseguido poner a punto un nuevo análisis de mesoscala de la presión a nivel del mar, que ha sido diseñado específicamente para ser utilizado como herramienta de diagnóstico por las unidades de predicción y vigilancia del INM (pero no va a tener impacto en las predicciones de HIRLAM). Utiliza como *first guess* información del modelo HIRLAM.

El análisis tiene las siguientes características.

Rapidez: El análisis completo, según nuestras pruebas, tarda en completarse unos dos minutos en una estación de trabajo Sun Blade 100 aunque este tiempo podría variar en otras máquinas con características diferentes. El análisis puede estar disponible en tiempo cuasi-real una vez que las observaciones han llegado y ser útil, por lo tanto, en tareas de nowcasting y vigilancia.

Análisis por interpolación óptima: El método de análisis utilizado es el de interpolación óptima que presenta ventajas frente al análisis de Barnes (utilizado hasta el momento por PAMIS y que se encuentra operativo actualmente en las unidades de predicción del INM) ya que da cuenta de la distribución espacial de las observaciones y posee un control de calidad adicional.

Autonomía: El análisis es capaz de funcionar de forma autónoma y aislada del modelo de predicción.

Mesoscalar: Se han sintonizado los diversos parámetros del análisis de forma que se da una mayor varianza a las escalas correspondientes a la mesoscala, que es la que tratamos de analizar.

Futuros desarrollos del análisis podrán incluir nuevas variables, estando ya prevista la inclusión del viento a 10 m en este mismo año.

Apéndice A

Reducción de la presión al nivel del mar

El cálculo de la presión al nivel medio del mar se basa en suponer una atmósfera seca e hidrostática y un gradiente adiabático uniforme de 6.5° C/Km. Este gradiente se modifica en el caso de temperaturas en la superficie muy calientes (o frías) de modo que no den lugar a valores de presión a nivel del mar que sean demasiado bajas (o altas). Si la superficie geopotencial es la de cero, la presión en superficie coincide con la presión a nivel del mar.

El cálculo es como sigue: En primer lugar se define la temperatura en superficie⁷ T_x y el factor de reducción α .

$$T_x = T_{nlev} + 0.0065 \frac{R_d}{g} T_{nlev} \left(\frac{P_s}{P_{nlev}} - 1 \right) \quad (A.1)$$

$$\alpha = 0.0065 \frac{R_d}{g} \quad (A.2)$$

Ahora conociendo también el geopotencial en la superficie ϕ_s , podemos calcular la presión a nivel del mar

$$P_{MSL} = P_s \exp \left\{ \frac{\phi_s}{R_d T_x} \left[1 - \frac{1}{2} \left[\frac{\alpha \phi_s}{R_d T_x} \right] + \frac{1}{3} \left[\frac{\alpha \phi_s}{R_d T_x} \right]^2 \right] \right\} \quad (A.3)$$

Sin embargo, para temperaturas en superficie muy frías o muy cálidas los valores de T_x se cambian de forma que:

- a) Si $T_x < 255$ K, se sustituye T_x por $0.5 (T_x + 255)$
- b) Si la temperatura en superficie es mayor de 255 K, se define otra variable llamada T_0 .

$$T_0 = T_x + 0.0065 \frac{\phi_s}{g} \quad (A.4)$$

Si $T_0 > 290.5$ K y $T_x \leq 290.5$ se cambia el factor de reducción α por

$$\alpha = R_d \frac{(290.5 - T_x)}{\phi_s} \quad (A.5)$$

Si $T_0 \geq 290.5$ K y $T_x > 290.5$ se modifica α y T_x de forma que

$$\alpha = 0 \quad y \quad T_x = \frac{(T_x + 290.5)}{2} \quad (A.6)$$

⁷ Si no existe la temperatura en superficie. Si existe se utiliza directamente el valor de la temperatura en superficie y no se calcula a partir de la temperatura en el nivel más próximo al suelo mediante A.1

Bibliografía

Daley, R. 1991. Atmospheric data analysis. Cambridge University Press. ISBN 0-521-38215-7.

Del Río Ladrón de Guevara, P. 1997. Comportamiento del modelo HIRLAM/INM en la situación de precipitaciones intensas en el SW peninsular el día 6 de noviembre de 1997. Nota Técnica del SMNT nº 53.

ECMWF. 1992. Research manual 1. ECMWF data assimilation scientific documentation. 3rd Edition.

García, A., Elizaga, F. 1993. PAMIS. Procedimiento de Analisis a Mesoescala Interactivo en SAIDAS. Parte I: Formalismo Matematico. Parte II: Aplicaciones. Nota técnica del STAP nº 11.

Häggmark, L., Ivarsson, K.I., Gollvik, S., Olofsson, P.O. 2000. Mesan, an operational mesoscale analysis system. Tellus 52A, 2-20.

Hollingsworth, A., Lönnberg, P. 1986. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field. Tellus 38A, 111-136.

Hollingsworth, A., Lönnberg, P. 1986. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors. Tellus 38A, 137-161.

Källén, E. (Ed.). 1996. Hirlam documentation manual. System 2.5.

Lorenc, A.C. 1986. Analysis methods for numerical weather prediction. Quarterly Journal Royal Met. Society. 112, 1117-1194.

Riosalido, R., Elizaga, F., Martín, F., del Pino, J., Núñez, M., Martínez, I. 1999. Estudio de la ciclogénesis atlántica del 5-6 de noviembre de 1997. Nota técnica del INM.